

PENCITRAAN STRUKTUR PERMUKAAN BAWAH TANAH DENGAN MENGGUNAKAN ANALISA KURVA DISPERSI STUDI KASUS: KAMPUS GEOMATIKA FTSP ITS SURABAYA

¹Hisbulloh Huda, ² Prof.Dr.rer.nat.Bagus Jaya Santosa
^{1,2}Program Studi Geofisika Jurusan FISIKA FMIPA ITS Surabaya
¹Email: hihuda@physics.its.ac.id

Abstrak.Telah dilaksanakan penelitian tentang metoda eksplorasi seismic refraksi, dengan memanfaatkan Tiang pancang pada proyek pembangunan Kampus geomatik II FTSP ITS Surabaya sebagai sumber getar.Gelombang Rayleigh merupakan salah satu jenis dari gelombang permukaan yang baik digunakan untuk mengidentifikasi struktur perlapisan dekat permukaan bumi, karena 67% energi total yang dilepaskan oleh sumber gelombang seismic ditransmisikan dalam bentuk gelombang Rayleigh.

Pada medium yang berlapis gelombang Rayleigh mempunyai sifat dispersif, kecepatan sebagai fungsi frekuensi. Sifat ini dapat digunakan untuk menentukan struktur perlapisan bumi berdasarkan kecepatan gelombang geser (Vs) terhadap kedalaman (h). Proses inversi dilakukan untuk mendapatkan pencocokan antara kurva dispersi pengukuran dengan model.

Hasil proses inversi adalah kecepatan gelombang geser (Vs) sebagai fungsi kedalaman. Penelitian ini di harapkan dapat mengidentifikasi dan mengkarakterisasi profil tanahdi lokasi penelitian.

Berdasarkan hasil Estimasi kecepatan geser sebagai fungsi kedalaman dilakukan dengan cara menginversikan kurva dispersi seluruh pasangan geophone yang terdekat.

b.Hasil seluruh estimasi kecepatan gelombang geser ini mencerminkan struktur bawah permukaan antara kedua geophone. interpretasi geologi menyebutkan , bahwa kedalaman 1 meter pada titik 2,5 meter sampai titik 45 meter dan pada titik 52,5 meter berupa batuan lempung pasir dan pada titik 47,5 meter berupa batuan pasir. ampai tanah keras (nilai SPT > 50). Sedangkan SPT dengan pendekatan lempung diketahui bahwa lapisan tanah disemua titik (kecuali disekitar titik 47,5 m) termasuk pada tanah lunak. Dari kedua estimasi ini didapatkan kesamaan kriteria pada titik 2,5 m sampai 37,5 m yakni batuan termasuk pada batuan lunak.

Kata kunci: Profil tanah, analisa dispersi, gelombang Rayleigh

1.1 Latar Belakang

Dalam metoda seismik, yang diamati adalah waktu perambatan gelombang bunyi yang bersifat elastis dan ditimbulkan oleh sumber gelombang tertentu (dinamit, hammer, atau weight drop dan tiang pancang). Penelitian ini ingin memanfaatkan momentum pemasangan pondasi tiang pancang di kampus Teknik geomatika ITS Surabaya.

Gelombang permukaan dibagi menjadi dua yaitu gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love*. Gelombang permukaan yang digunakan dalam penelitian ini adalah gelombang *Rayleigh*. Efek dari gelombang *Rayleigh* sangat besar, bila kekuatan yang pemicu (*exciting force*) di permukaan bumi dan lapisan-lapisan tebal, gelombang-gelombang *Rayleigh* mencapai 67% dari energi total, gelombang-gelombang S sebesar 26% dan gelombang-gelombang P sebesar 7%. Gelombang *Rayleigh* sangat baik digunakan untuk mengidentifikasi masalah profil tanah, karena pengurangan energi dalam perambatannya lebih rendah dari jenis gelombang seismik lainnya. Oleh karena itu titik berat

penelitian adalah analisa terhadap gelombang *Rayleigh*.

Data SASW (*Spectral Analisis of Surface Wave*) telah mempunyai peran besar dalam menentukan profil tanah. Dari data ini kemudian dilakukan pemrosesan sehingga didapatkan kurva dispersi, yaitu kurva hubungan antara kecepatan fase atau frekuensi terhadap panjang gelombang. Setelah didapatkan kurva dispersi ini kemudian dilakukan inversi untuk mendapatkan karakter profil dan parameter elastisitas tanah.

1.2 Perumusan Masalah

Permasalahan yang dihadapi dalam melakukan penelitian ini adalah Bagaimana mengetahui karakteristik struktur bawah permukaan bumi.

2.TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Pemrosesan Sinyal Gelombang Rayleigh dan Pembentukan Kurva Dispersi

Sinyal yang terekam dalam domain waktu kemudian dilakukan transformasi ke domain frekuensi .

Dari sini kita dapat menentukan *amplitude spectral density* yang merupakan nilai mutlak dari

$f(\omega)$ dan *phase delay spectrum* $\phi(\omega)$ dari persamaan berikut:

$$f(\omega) = |f(\omega)| e^{i\phi(\omega)}$$

untuk sinyal yang terekam pada *geophone* satu dan dua ($y_1(t)$ dan $y_2(t)$) didapatkan hubungan spektrum linier ($Y_1(f)$ dan $Y_2(f)$). Dengan menggunakan teknik analisa spektrum dimungkinkan didapat kualitas dari perekaman data dan kecepatan fase sebagai fungsi dari frekuensi.

Kecepatan fase sebagai fungsi dari frekuensi didapatkan dari fase *cross power spectrum* rata-rata.

Berikut ini akan perumusan analisa spektrum:

- *Auto-Power Spectra*

$$G_{y_1y_1} = Y_1(f) * Y_1(f)$$

$$G_{y_2y_2} = Y_2(f) * Y_2(f)$$

(2.1)

- *Cross Power Spectrum*

$$G_{y_1y_2} = Y_1(f) * Y_2(f)$$

(2.57)

dimana * menandakan kompleks konjugat

- *Coherence Function*

$$\gamma_{y_1y_2}^2 = |G_{y_1y_2}|^2 / (G_{y_1y_1} G_{y_2y_2}) \quad (2.2)$$

dimana || menunjukkan magnitude dari bilangan kompleks

- *Phase of Croos Power Spectrum*

$$\Theta_{y_1y_2}(f) = \tan^{-1}(\text{Im}(G_{y_1y_2}) / \text{Re}(G_{y_1y_2}))$$

(2.3)

- *Time Delay between Two Receiver*

$$t(f) = \Theta_{y_1y_2}(f) / (360^\circ f)$$

(2.4)

- *Phase velocity of Surface wave:*

$$V_R(f) = D / t(f)$$

(2.5)

Dimana D = jarak antara 2

geophone

- *Wavelength*

$$L_R = V_R / f$$

(2.6)

.Penggunaan fase *cross power spectrum* untuk mengevaluasi *time delay* sebagai fungsi frekuensi adalah berdasarkan hipotesis bahwa paket gelombang adalah terdiri dari perambatan satu moda, karena itu kecepatan fase merupakan fungsi dari frekuensi (Aki and Richard, 1984). Dengan asumsi sinyal yang berhubungan dengan

gelombang yang merambat sepanjang arah-x dapat dituliskan sebagai persamaan matematika dari superposisi gelombang harmonik yang merambat pada medium homogen isotropis.

$$y(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} |y(x, \omega)| \cdot e^{i(\omega t - k(\omega)x + \phi(\omega))} d\omega$$

(2.7)

dimana $y(x, \omega)$ adalah *amplitude spectral density*, $k(\omega)$ adalah bilangan gelombang dan $\phi(\omega)$ adalah fase konstan. Transformasi *Fourier* dari sinyal adalah:

$$y(x, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} y(x, t) e^{i\omega t} dt = |y(x, \omega)| \cdot e^{i(\phi(\omega) - k(\omega)x)}$$

(2.8)

Jadi *cross power spectrum* relatif untuk dua deteksi yang berbeda searah-x pada lokasi x_1 dan x_2 adalah:

$$\begin{aligned} G_{12}(\omega) &= Y_1(\omega) \cdot \overline{Y_2(\omega)} \\ &= |y(x_1, \omega)| \cdot e^{i(\phi(\omega) - k(\omega)x_1)} \cdot |y(x_2, \omega)| \cdot e^{-i(\phi(\omega) - k(\omega)x_2)} \\ &= |y(x_1, \omega)| \cdot |y(x_2, \omega)| \cdot e^{i \cdot k(\omega) \cdot (x_2 - x_1)} \end{aligned}$$

(2.9)

dengan menggunakan

$$k(\omega) = \frac{\omega}{V_R(\omega)}$$

(2.10)

2.4. Proses Inversi

Inversi gelombang *Rayleigh* adalah suatu proses yang dilakukan untuk mendapatkan parameter-parameter elastis kurva dispersi, biasanya proses akan mengasumsikan sebuah model horisontal berlapis sebagai model awal untuk mendapatkan model parameter baru. Dalam permodelan inversi, terutama identifikasi model-model parameter dengan menggunakan optimasi constraint bukanlah hal yang baru dan secara luas penggunaannya untuk data tunggal dan data yang tidak pasti (data yang bersifat bias atau *error random*).

3. METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Tahap Pengambilan Data

Pada penelitian ini jarak pada setiap lintasan adalah 75 meter. Sistem perekaman dilakukan oleh dua belas *geophone* dalam satu garis lurus dengan sumber getar. Pasangan

geophone ditempatkan dengan spasi yang telah ditentukan yaitu titik pertama 20 m dari sumber getar, titik ke 2 dan titik ke 3 masing masing berspasi 5 meter sampai sebelas titik *geophone* dengan arah 8 lintasan.

3.2 Tahap Pengolahan Data Seismik

Dua data signal dalam domain waktu ($y_1(t)$ dan $y_2(t)$) pertama – tama diubah dalam domain frekuensi dengan menggunakan transformasi *Fourier*, sehingga didapatkan $Y_1(f)$ dan $Y_2(f)$. Dengan menggunakan analisa spektrum dimungkinkan memperoleh informasi tentang kualitas data dan juga kecepatan fase sebagai fungsi frekuensi. Kualitas sinyal diperoleh dengan menggunakan “kohorensi fungsi” yang merupakan perbandingan linieritas antara hasil perekaman oleh dua *geophone*. Nilai yang mendekati satu menunjukkan tingkat korelasi yang baik sehingga dapat diketahui apakah data dipengaruhi oleh *noise*. Proses inversi ini diperlukan nilai parameter bumi sebagai tebakan awal yang kemudian digunakan untuk menentukan kecepatan gelombang secara teori. Kecepatan gelombang akhir didapat dengan melakukan *iterasi* antara kecepatan gelombang observasi dan kecepatan gelombang secara teori sehingga didapatkan kesalahan yang lebih kecil dari kesalahan toleransi. Kecepatan fase sebagai fungsi frekuensi diperoleh dari fase *Cross Power Spectrum*, yang nilainya digunakan untuk membuat kurva dispersi observasi. Proses inversi dilakukan untuk mendapatkan profiling kecepatan gelombang dari kedalaman tanah. Setelah profiling kecepatan gelombang geser dari kedalaman tanah tiap *common midpoint* didapatkan, kemudian data kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman diproses menggunakan *software Surfer8* sehingga didapatkan model lapisan bawah permukaan berdasarkan kecepatan gelombang geser.

4. PEMBAHASAN

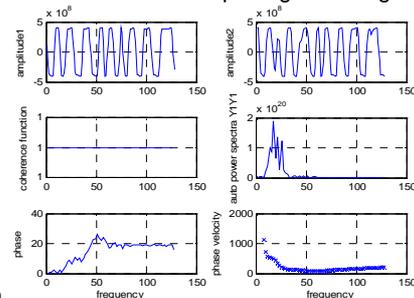
Data diperoleh dari tiap konfigurasi pasangan *geophone* dan sumber impuls. Getaran yang dihasilkan sumber getar akan diterima oleh *geophone* dan direkam oleh McSEIS-SX Model 1125 A dalam bentuk time series berformat *.org (SEG-D). Selanjutnya, data tersebut dilakukan *filtering* dengan menggunakan *ombybandpass* filter. Sebelum dilakukan filtering, terlebih dahulu dilakukan analisis frekuensi dominan suatu sinyal. Analisis ini dilakukan dengan Transformasi Fourier. Hasil dari analisis seluruh sinyal, diketahui bahwa frekuensi dominan sinyal adalah 16 Hz samapi 31 Hz. Selanjutnya, dilakukan *filtering* untuk meloloskan sinyal frekuensi 16 Hz sampai 31 Hz. Setelah itu data digitalisasi ke dalam format *.txt. Filtering dan digitalisasi data dilakukan dengan menggunakan Software Vista 7.0.

Data yang telah digitalisasi ini, digunakan untuk membuat kurva disperse yang dilakukan dengan menggunakan analisa spectrum gelombang Rayleigh. Analisa spectrum dilakukan

dengan cara merubah data fungsi waktu kedalam fungsi frekuensi dengan menggunakan algoritma *Fast Fourier Transform* (FFT). Algoritma ini, dapat mengubah domain waktu ke domain frekuensi secara cepat dengan mensyaratkan banyaknya data adalah 2^n .

Analisa spektrum dilakukan secara beruntun dari persamaan (2.56) sampai (2.62). Jarak yang digunakan dalam perumusan di atas adalah jarak dari pasangan *geophone*. Hasil analisa ini berupa kecepatan sudut sebagai fungsi frekuensi dan koherensi kedua sinyal yang dianalisis. Menurut Foti (2002) koherensi digunakan untuk mengetahui kualitas sinyal terhadap *noise*. Kualitas sinyal bagus, jika bernilai koherensi mendekati satu. Gambar 4.1 menunjukkan bahwa nilai koherensinya bernilai satu sehingga dapat dikatakan bahwa kualitas data yang digunakan pada penelitian ini terbebas dari *noise*.

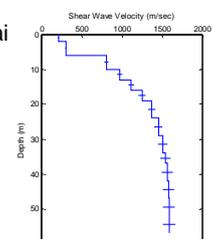
Gambar 4.1 Hasil Kurva dispersi gelombang



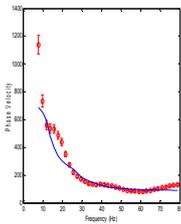
Rayleigh

Kurva dispersi yang dihasilkan kemudian dilakukan inversi untuk mendapatkan profil kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman. Pada proses inversi ini dibutuhkan parameter awal yang berupa kecepatan gelombang geser, densitas, ketebalan lapisan dan *Poison Ratio*. Parameter – parameter awal ini menjadi nilai awal dari iterasi yang dilakukan. Parameter ini ditentukan berdasarkan tabel kecepatan gelombang seismik didalam berbagi jenis batuan yang terlampir dalam Lampiran 2. Berdasarkan kondisi geologi setempat di tempat penelitian diketahui bahwa jenis tanah adalah lempung (*clay*) sehingga parameter awal yang digunakan adalah parameter lempung.

Parameter-parameter awal di estimasi dengan menggunakan persamaan gelombang Rayleigh untuk mendapatkan nilai kecepatan fase model gelombang Rayleigh sebagai fungsi frekuensi. Kecepatan gelombang Rayleigh model ini kemudian dibandingkan dengan kecepatan gelombang Rayleigh hasil penelitian sehingga didapatkan *error*. Nilai *error* akan menentukan apakah perlu dilakukan iterasi atau tidak dan inversi selesai. Apabila nilai *error* lebih besar dibandingkan dengan yang diinginkan ($error = 3.0$) maka dilakukan penghitungan kecepatan gelombang Rayleigh yang baru untuk menghasilkan *error* yang lebih rendah sampai



mendapatkan *error* yang diinginkan. Gambar 4.2 merupakan salah satu contoh hasil inversi gelombang Rayleigh.



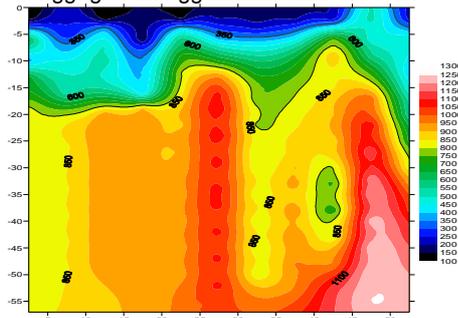
B.

Gambar 4.2 Hasil Inversi.(a)krelasi antara kurva sintetik dngan hasil penelitian, (b). Hubungan kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman

Interpretasi Data

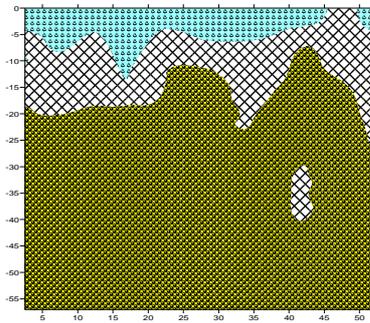
Pemetaan struktur bawah permukaan secara detail dilakukan dengan cara menganalisis seluruh pasangan *geophone* yang berdekatan dalam pengukuran. Tiap pasangan *geophone* menghasilkan satu profil kecepatan geser terhadap kedalaman.

Profil kecepatan ini mencerminkan kecepatan gelombang geser antara *geophone* 1 dan *geophone* 2. Estimasi kecepatan geser sebagai fungsi kedalaman dilakukan dengan cara menginversikan kurva dispersi seluruh pasangan *geophone* yang terdekat. Hasil seluruh estimasi kecepatan gelombang geser ini mencerminkan struktur bawah permukaan antara kedua *geophone*. Selanjutnya, dilakukan pemodelan dua dimensi menggunakan menggunakan *software* Surfer 8



Gambar 4.3. Pemodelan dua dimensi

Citra kecepatan gelombang geser sebagai fungsi posisi hasil pemodelan mempunyai range antara 109 m/s sampai 1252 m/s. Menurut Sukardi (1992), geologi wilayah penelitian terdiri atas aluvium yang tersusun atas lempung, pasir, lanau kerikil dan kerakal yang terbentuk oleh endapan pantai. Informasi geologi ini, dikomparasikan dengan nilai kecepatan geser berbagai batuan yang terdapat pada lampiran 1, table L1.



Keterangan:

- Lempungan pasiran tersaturasi
- Pasir
- Lempung pasiran

Gambar 4.4 Dugaan struktur bawah permukaan

Selain dapat digunakan untuk keperluan geologi, kecepatan gelombang geser (V_s) juga dapat digunakan untuk keperluan geoteknik (Boominathan, 2006). V_s digunakan sebagai indikator kekerasan batuan. Biasanya kekerasan ini diukur dengan menggunakan *Standart Penetration Test* (SPT). Semakin keras, nilai SPT semakin tinggi (>50). Menurut Bang dan Kim (2006), Boominathan (2006) dan Chen *et al.* (2006) bahwa nilai SPT selalu berkorelasi positif dengan V_s . Artinya, kenaikan nilai SPT akan selalu diikuti dengan kenaikan nilai V_s . Berarti, nilai V_s besar batuan bersifat keras dan nilai V_s kecil pada batuan yang lunak.

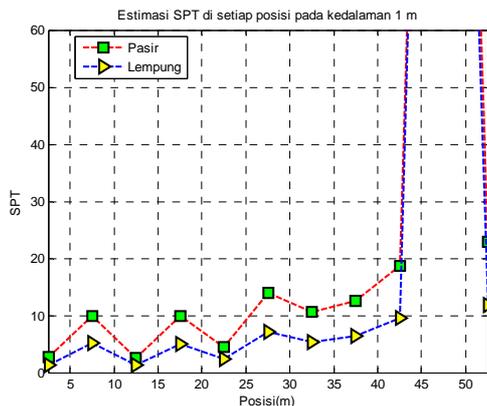
Hubungan nilai kekerasan SPT ini tergantung pada jenis batuannya (Boominathan, 2006). Berdasarkan JRA (1980) dalam Boominathan (2006), hubungan SPT (dinyatakan dalam N) dengan V_s lempung dan pasir seperti pada persamaan 4.1 dan 4.2. Berdasarkan persamaan ini, dapat dilakukan estimasi nilai SPT lapisan batuan. Pada penelitian ini, estimasi SPT hanya dilakukan pada kedalaman 1 meter pada V_s setiap pasangan *geophone*. Selanjutnya nilai SPT dan V_s ini dijadikan sebagai indikator kekerasan batuan sebagai *basement* dalam geoteknik.

$$V_s \left(\frac{m}{s} \right) = 100 N^{1/3} \quad (\text{untuk batuan lempung}) \quad (4.1)$$

$$V_s \left(\frac{m}{s} \right) = 80 N^{1/3} \quad (\text{untuk batuan pasir}) \quad (4.2)$$

Berdasarkan hasil interpretasi geologi diatas, bahwa kedalaman 1 meter pada titik 2,5 meter sampai titik 45 meter dan pada titik 52,5 meter berupa batuan lempung pasiran dan pada titik 47,5 meter berupa batuan pasir. Maka, estimasi SPT dilakukan menggunakan kedua

persamaan (4.1 dan 4.2), kecuali pada titik 47,5 meter yang hanya menggunakan persamaan 4.2. Hasil estimasi nampak pada gambar 4.5. Dimana, nilai SPT melebihi 60 pada titik 47,5 meter dari geophone pertama, estimasi sudah tidak sesuai. Artinya, batuan terlalu keras sehingga pengukuran dengan menggunakan SPT tidak dapat dilakukan.



Gambar 4.5 Grafik SPT di setiap posisi pada kedalaman 1 m

Estimasi nilai SPT dengan pendekatan lempung mempunyai hasil yang selalu lebih kecil. Peristiwa ini wajar terjadi, karena dengan kekerasan yang sama (lempung dan pasir), besarnya V_s pada pasir selalu lebih kecil. Hal ini disebabkan oleh porositas batuan pasir yang lebih besar dari pada porositas batuan lempung dan besarnya kecepatan rambat gelombang selalu berbanding terbalik dengan porositas batuan (Schoon, 1998). Sebaliknya, dengan nilai V_s yang sama, maka jelas bahwa nilai kekerasan batuan lempung lebih kecil dari pada batuan pasir.

SPT dengan pendekatan pasir pada Gambar 4.5 dan lampiran 1 tabel L2 diketahui bahwa, lapisan tanah yang terletak antara posisi ke 2,5 meter sampai 37,5 meter dari geophone pertama berupa tanah lunak (nilai SPT <15) dan lapisan tanah antara posisi 37,5 meter sampai 52,5 meter dari geophone pertama berupa tanah sedang (nilai SPT 15-50) sampai tanah keras (nilai SPT > 50). Sedangkan SPT dengan pendekatan lempung diketahui bahwa lapisan tanah disemua titik (kecuali disekitar titik 47,5) termasuk pada tanah lunak. Dari kedua estimasi ini didapatkan kesamaan kriteria pada titik 2,5 sampai 37,5 yakni batuan termasuk pada batuan lunak. Selanjutnya, untuk kepentingan geoteknik dalam pendirian gedung, lapisan tanah lunak dan lapisan sedang perlu dilakukan rekayasa geoteknik. Rekayasa dilakukan untuk memperkeras batuan agar dapat digunakan sebagai dasar bangunan. Memperkeras batuan dapat dilakukan dengan cara memadatkan lapisan tanah tersebut dan dapat pula dicampuri dengan batu gamping.

Parameter-parameter awal di estimasi dengan menggunakan persamaan gelombang Rayleigh untuk mendapatkan nilai kecepatan fase model

gelombang Rayleigh sebagai fungsi frekuensi. Citra kecepatan gelombang geser sebagai fungsi posisi hasil pemodelan mempunyai range antara 109 m/s sampai 1252 m/s. Selanjutnya, dilakukan pemodelan dua dimensi menggunakan *software* Surfer 8 . Estimasi nilai SPT dengan pendekatan lempung mempunyai hasil yang selalu lebih kecil. Nilai SPT melebihi 60 pada titik 47,5 meter dari geophone pertama, estimasi sudah tidak sesuai. Artinya, batuan terlalu keras sehingga pengukuran dengan menggunakan SPT tidak dapat dilakukan. SPT dengan pendekatan lempung diketahui bahwa lapisan tanah disemua titik (kecuali disekitar titik 47,5) termasuk pada tanah lunak. Lapisan tanah yang terletak antara posisi ke 2,5 meter sampai 37,5 meter dari geophone pertama berupa tanah lunak (nilai SPT <15) dan lapisan tanah antara posisi 37,5 meter sampai 52,5 meter dari geophone pertama berupa tanah sedang (nilai SPT 15-50)

5.KESIMPULAN DAN SARAN

5.1. KESIMPULAN

Setelah kita kaji secara mendalam maka penelitian tentang karakterisasi profil tanah di kampus geomatika FTSP ITS dengan menggunakan analisa kurva dispersi gelombang rayleigh dapat disimpulkan bahwa :

- Berdasarkan kondisi geologi setempat di tempat penelitian diketahui bahwa jenis atau karakterisasi tanah di lokasi penelitian adalah lempung (*clay*) sehingga parameter awal yang digunakan adalah parameter lempung. Berdasarkan hasil Estimasi kecepatan geser sebagai fungsi kedalaman dilakukan dengan cara menginversikan kurva dispersi seluruh pasangan geophone yang terdekat.
- Hasil seluruh estimasi kecepatan gelombang geser ini mencerminkan struktur bawah permukaan antara kedua geophone. interpretasi geologi menyebutkan , bahwa kedalaman 1 meter pada titik 2,5 meter sampai titik 45 meter dan pada titik 52,5 meter berupa batuan lempung pasir dan pada titik 47,5 meter berupa batuan pasir. ampai tanah keras (nilai SPT > 50). Sedangkan SPT dengan pendekatan lempung diketahui bahwa lapisan tanah disemua titik (kecuali disekitar titik 47,5 m) termasuk pada tanah lunak. Dari kedua estimasi ini didapatkan kesamaan kriteria pada titik 2,5 m sampai 37,5 m yakni batuan termasuk pada batuan lunak.

5.2 SARAN

Berdasarkan hasil penelitian ini dalam rangka pengembangan bangunan gedung disarankan:

- Untuk kepentingan geoteknik dalam pendirian gedung, lapisan tanah lunak dan lapisan sedang perlu dilakukan rekayasa geoteknik. Rekayasa dilakukan untuk memperkeras batuan

- agar dapat digunakan sebagai dasar bangunan.
- Memperkeras batuan dapat dilakukan dengan cara memadatkan lapisan tanah tersebut dan dapat pula dicampuri dengan batu gamping.
 - Penelitian ini sebagai bahan dalam penentuan kebijakan pemerintah melaksanakan pembangunan.

DAFTAR PUSTAKA

Handayani, Gunawan, *SASW measurement Soil Characterzation*, Indonesian Journal of Physics, 2006

Lay, Thorne. And Wallace, Terry C. *Modern Global seismology* ademic Press. ,San Dieogo New York, 1995

Lai, C.G., *Simultaneous Inersion of near-surface Site Characterization*, PhD Diss, Georgia Inst. Of Teehn., Atlanta (Georgia, USA), 1998

Rix G.J., Lai C.G., Wesley Spang A., *In situ measurement of damping ratio using surface wafes*, J. Geotech and Geoenvir. Eng. ASCE, 1999

Santosa, Bagus jaya, *Struktr Kecepatan S antara gempa C081499 A Sumatera Selatan dan stasiun observasi RER*, Makara Sains Jurnal Vol 9, No 2. Nopember 2005

Santoso, Djoko., *Seismologi Eksplorasi*, Departemen Teknik Geofisika ITB

Shedlock, Kaye, M., Roecker, Steven W., *Determinant of Elastic Wafe Velocity and Hypocenter Location Using Refracted Waves*, Buletin of Seismillogical Society of America, Vol 75, No.2, pp. 415-426, April 1985

Verhoef, P. N. W. ,. *Geologi untuk Teknik Sipil*, Erlangga, 1985

Wijaya, Very., *Penentuan Parameter Elastis Bumi Antara Indonesia- Austrlia Melalui Kurva Dispersi Gelombang Rayleigh*, Tugas Akhir S-1, Jurusan Fisika FMIPA ITS Surabaya, 2003

Lampiran 1 Nilai kecepatan gelombang geser batuan dan tingkat kekerasan batuan
 Tabel L1. Nilai kecepatan gelombang geser (Vs) suatu batuan (Schon, 1998)

Jenis Batuan	Vs(m/s)
Granite	2610-3300
Diorite	2960-3450
Gabro	2700-3500
Andesit	2440-3500
Dolomite	1900-3740
sandstone	1590-2930
Sandstone porous	800-1800
Sand unconsolidated	150-600
Sand water saturation	30 - 500
Clay	910-1740

Tabel L2. Tingkat kekerasan batuan berdasarkan Vs dan SPT (Pappin et.all., 2008)

Tipe tanah	Tingkat kekerasan	Vs (m/s)	SPT
A	Batuan yang keras	>1500	Tidak aplikabel
B	Batuan	760-1500	Tidak aplikabel
C	Tanah Keras dan Batuan Lunak	360-760	>50
D	Tanah sedang	180-360	15-50
E	Tanah lunak / lapuk	<180	<15

Lampiran 2 Listing Program Matlab.

1. Pembuatan Kurva Dispersi

```

clc;close all;clear all;
format long;
% read data for 1st receiver
fid = xlsread('tesis2.xls',1,'B1:M1918');
data1=fid;

% jumlah data = 2048
% transpose matrik
    
```

```
n=2^8;
a=130;
b=a+n-1;
amplitude1 = data1(a:b,4);
amplitude2 = data1(a:b,5);
% [Nebp,Debp]=lp2bp()
% R = 0.5;
% Wp = [20 25]/500;
% [b,a] = cheby1(10,R,Wp);
% [y,t] = impz(b,a,n);
% figure;
% plot(y,t)
% amplitude1=filter(y,amplitude1);
% amplitude2=filter(y,amplitude2);
jumlah_data = length(amplitude1);
subplot(3,2,1); plot(amplitude1); ylabel('amplitude1');grid on
subplot(3,2,2); plot(amplitude2); ylabel('amplitude2');grid on

% sampling time, frequency and distance
time_sampling = 0.002;
W = (1:1:jumlah_data);
Fn = 1/(2*time_sampling);
delta_freq = Fn/(jumlah_data-1);
freq = delta_freq*W;
Distance = 5;

% transform fourier
Y1 = fft(amplitude1); Y2 =fft(amplitude2);

% auto power spectra
G11 = conj(Y1).*Y1; G22 = conj(Y2).*Y2;
%subplot(4,2,3); plot(freq(1:jumlah_data/2),G11(1:jumlah_data/2)); ylabel('auto power spectra Y1Y1');
%subplot(4,2,4); plot(freq(1:jumlah_data/2),G22(1:jumlah_data/2)); ylabel('auto power spectra Y2Y2');
```